干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

基于碎屑锆石年代学对黄土高原物源及其时空差异的理解与展望

牛燕宁[1,2]， 綦 琳[3,4]， 乔彦松[3,4]

（1. 兰州理工大学土木工程学院，甘肃 兰州 730050；2. 兰州大学地质科学与矿产资源学院，甘肃 兰州 730000；3. 中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081；4. 新构造运动与地质灾害重点实验室，北京 100081）

摘 要：中国黄土高原保存着全世界分布范围最广、厚度最大、连续性最好的风尘堆积，是第四纪非常有价值的陆相古气候古环境地质档案。半个多世纪以来，学界对风尘沉积的气候记录和黄土高原的成因进行了大量研究。然而，对黄土粉尘的确切来源以及物源历史是否存在时空变迁等问题尚存在广泛争议。通过对现有锆石年龄谱数据的统计分析，着重从黄土与周缘沙漠的亲缘关系、轨道年龄尺度和构造年龄尺度的角度着手，获得以下认识：(1) 在获得北方干旱区沙漠确切年代学信息的基础上，应用碎屑锆石 U-Pb 年龄谱法有望实现厘清黄土与风成沙之间物源亲疏关系的远景目标。(2) 现有数据识别出 L1 黄土的物源可能存在空间差异。(3) 支持冰期-间冰期的黄土物源未发生重大改变的观点。(4) 在构造时间尺度上，不同地区年龄谱表现出可能发生物源转移的时段明显重叠。(5) 有限的红黏土年龄谱数据显示物源的空间差异很可能在第四纪之前就已存在。鉴于目前的数据量还较少，有必要深入开展工作。应用该方法，可以在连续的长时间尺度下对黄土物源变化历史开展研究，并为将来在黄土高原开展多地区多剖面物源对比工作积累数据集。

关 键 词：碎屑锆石 U-Pb 测年；物源示踪；时空差异；黄土高原

文章编号：

中国黄土高原(CLP)发育的黄土-古土壤沉积序列记录了可靠的全球气候变化历史，在轨道尺度上和千年尺度上揭示了可以与深海记录相对比的气候环境演化过程[1-5]，还蕴含着高原隆升、古季风变化和亚洲内陆干旱化的重要信息[6-11]。研究黄土的物源变化历史，讨论黄土记录的多尺度变化现象，不仅可以解释不同地区黄土沉积速率记录和揭示亚洲干旱化进程，也有助于深入探讨北太平洋沉积物的来源[12-13]，对准确理解全球生物地球化学循环系统具有重要意义。

锆石广泛存在于沉积岩、岩浆岩和变质岩。它的结构性能稳定、封闭温度高，有效避免了传统研究方法中由于信息混合而产生的结果多解性，是良好的单颗粒物源示踪剂。近年来，该方法应用于黄土物源示踪领域并取得了许多成果。其原理是通过测量和对比沉积物和潜在源区物质的锆石 U-Pb 年龄谱的分布特征，按照构造运动年代进行分期配套，与潜在源区年龄谱数据进行对比，判断可能的物源区并分析演化历史[14]。

本文拟总结近年来碎屑锆石 U-Pb 年代学法在黄土高原物源研究方面取得的主要成果，通过对比不同时间和空间维度数据，找出年龄谱相似和差异性特征，针对目前具有争议性问题展开讨论，以期为后续研究提供参考。

收稿日期：2021-06-09； **修订日期**：2021-08-14
基金项目：国家自然科学基金项目(41772383，41907377)；国家自然科学基金基础科学中心项目(41888101)资助
作者简介：牛燕宁(1982-)，女，博士研究生，主要从事第四纪气候与环境变化等方面的研究. E-mail: niuyn17@lzu.edu.cn
通讯作者：乔彦松(1966-)，男，研究员，主要从事第四纪气候与环境变化等方面的研究. E-mail: yansongqiao66@163.com

1 黄土与北方沙漠群的物源联系

黄土高原北方分布有大面积的戈壁沙漠带，与中亚干旱区连为一体，形成世界唯一的中纬度荒漠群。传统的示踪方法从粒度、白云岩和重矿物等矿物学特征、石英颗粒的释光灵敏度和ESR信号、元素地球化学、同位素地化指标、现代气象观测和模拟等不同角度着手，获得较为统一的认识，即，黄土粉尘沉积物与我国北方沙漠群具有亲缘关系[6,15-28]。最新的综述文章也把CLP的形成归类为以山源-河流-沙漠(MRD)型为主[29]。然而，一旦具体到哪个沙漠才是黄土物源？抑或哪些沙漠才是黄土物源？沙漠何时成为物源？诸如此类问题时学者们存在严重分歧。如，部分学者认为CLP物源区是北方近端沙漠群(主要为阿拉善高原的腾格里沙漠和巴丹吉林沙漠)，而远端三大盆地(准噶尔盆地、塔里木盆地和柴达木盆地)则不是[21]。Ferrat等[25]认为腾格里沙漠和柴达木盆地才是物源区，与塔克拉玛干沙漠的物源关系不大。这也得到了气候模拟结果的支持[26]。但是，部分学者对此持不同意见。如Meng等[17]通过比较<63 μm碳酸盐矿物含量的差异认为塔克拉玛干沙漠是主要物源区；Liu等[22]通过Sr-Nd同位素特征也认为塔克拉玛干沙漠是黄土物源区；Rao等[23]整理已有的Sr和Nd同位素资料，把塔里木盆地、内蒙古中西部沙漠和青藏高原划定为主要源区。现代气象观测和模拟则把蒙古国沙漠、塔克拉玛干沙漠和巴丹吉林沙漠视为主要源区[27-28]。Chen等[24]根据<75 μm的中细颗粒组分Sr-Nd同位素证据指出柴达木沙漠、巴丹吉林沙漠和腾格里沙漠才是末次冰期黄土沉积的主要来源。显然，矛盾的焦点集中在甄别具体的沙漠与黄土物源联系上。

通常黄土的底界年龄被约束在2.6 Ma左右，下伏红黏土地层发育年龄达25~22 Ma。比起较明确的黄土地层年龄，沙漠由于受到测年技术的制约，尚缺乏有效的年代学时间标尺。而已有测年数据的沙漠中，如被认为是潜在源区巴丹吉林沙漠的形成年代被限定在第四纪时期内(1.1~1.2 Ma)[30]；腾格里沙漠环境可能形成于0.9 Ma左右[31]；富有争议的源区塔克拉玛干沙漠的形成年代可能在25 Ma左右[32]。如果沙漠是黄土源区，那么就出现了源区年龄小于黄土堆积年龄的矛盾抑或存在沙漠年龄可能被低估的问题。可见，只有在实现沙漠精准测年的基础上，建立沙漠和黄土物源联系的对比研究才是解决这一矛盾的关键。

单颗粒碎屑锆石物源示踪方法的突出优点是可直接识别物质的最初来源。目前为止，文献报道的两大主要初始物源区为：(1)青藏高原东北缘的中央造山带、祁连山及附近的远端沙漠区(NTP)；(2)中亚造山带-戈壁阿尔泰山及附近的近端沙漠区(GAMs或CAOB)。现有的沙漠近地表样品年龄谱特征也明确显示北方沙漠、黄土与造山带之间具有强烈的亲缘关系。如，塔克拉玛干沙漠与黄土具有相似的年龄谱特征，表明二者可能共享一个共同的物源地，即NTP[33]。Stevens等[34]对末次冰期黄土和周缘沙漠进行年龄谱的对比，得出祁连山、塔克拉玛干沙漠可能是物源区；后续文章又进一步区分出西毛乌素沙地可能通过黄河搬运NTP的物质到CLP沉积，从而得出西毛乌素沙地是物源区，而东毛乌素沙地不是的结论[35]。柴达木盆地的锆石U-Pb年龄谱特征与NTP砂岩和黑木沟冰期黄土年龄谱相似性程度高，反映了源于NTP的碎屑物质在西风急流作用下经柴达木盆地到达CLP的潜在过程[36]。可见，锆石年龄谱法的优点不但打破了粉尘单一物源区的假设，由最初的东亚冬季风上风向干旱区的众多沙漠戈壁，拓展为考虑包含原生(山脉原岩)和次生(靠近源岩区碎屑物质的沉积盆地)侵蚀的多物源区，并相应地拓展了对搬运动力的思考，从侧重于风力搬运(主要为东亚季风)拓展为风力和河流(主要为黄河及其支流)共同作用。

该方法作为纽带联系起了造山带、沙漠和黄土，建立了粉尘从剥蚀区到中间沉积区和终端沉积区的空间联系。同时，随着年代学技术在沙漠领域的发展，未来应用该方法可实现不同时间尺度内沙漠和黄土物源相关性及物源变化的对比。这样，不但解决了前文所述的矛盾问题，还为进一步实现讨论粉尘潜在的搬运过程和路径提供了可能，也为恢复青藏高原盆—山地貌格局演化历史的研究提供新思路。目前，在获得沙漠精准测年的基础上，已有学者就沙漠物源变化历史开展工作。如，腾格里沙漠第四纪时期多时段U-Pb年龄谱特征与GAMs高度匹配，个别时段表现出与NTP相似的年龄谱特征，说明腾格里沙漠在第四纪时期内主要物源区可

能发生过变化[37]。

2 末次冰期黄土L1物源是否存在空间差异?

本文对已发表的黄土高原主体区域末次冰期L1黄土的锆石U-Pb年龄数据进行统计分析[36,38-42]，以期在相似的时间约束下讨论物源可能存在的空间差异(图1)。

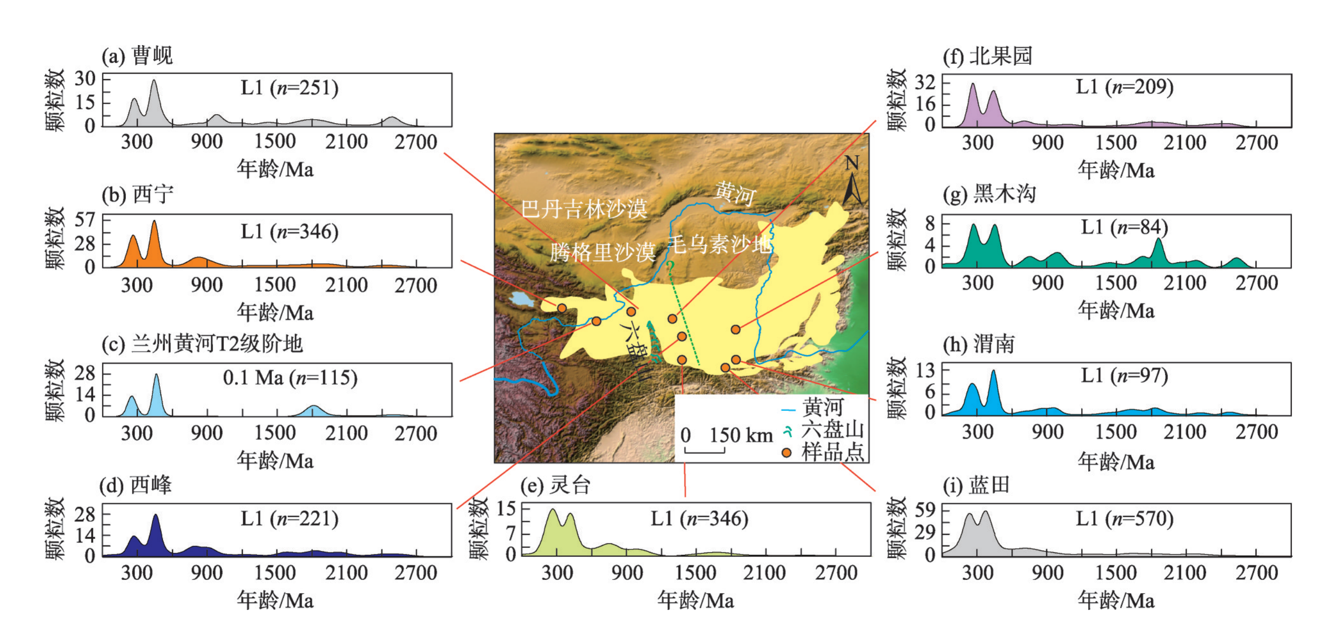
从现有的数据来看，所有地区年龄谱都具有明显的双主峰形态特征，年龄分布在0~600 Ma之间。其中，曹岘、西宁、兰州黄河T2级阶地、西峰和渭南具有相似的双主峰形态，一个分布于100~350 Ma的次高峰和一个分布于350~600 Ma的高峰，具有前峰低后峰高的特点(图1a~d、1h)。灵台和蓝田具有大致相似的年龄谱形态(图1e、1i)。北果园存在一个分布于100~350 Ma的高峰和一个分布于350~600 Ma的次高峰(图1f)。黑木沟在0~100 Ma有样品分布，该年龄段特征与灵台和蓝田相似，但是它在600~2700 Ma年龄段存在多个次峰，与其他地区存在较大差异(图1g)。

西宁是最靠近NTP的地区，曹岘位于黄河上游，西宁、曹岘和兰州黄河T2级阶地3地全部位于六盘山西侧。它们具有相似的年龄谱特征可能指示青藏高原是它们共同的物源区。Stevens等[35]根据年龄谱特征差异划出了一条东西分界线(图1虚线)，认为CLP物源存在东西差异。实际上，我们也发现六盘山东侧的6个地区L1地层年龄谱也存在明显差异性特征(图1d~i)，这与一些学者提出CLP物源存在南北差异的观点相符合[43]。

这里需要特别注意的是西峰和渭南(图1d、1h)，虽然两地都位于六盘山东部，但二者表现出与六盘山西部黄土(西宁和曹岘)相似的两主峰形态。这一现象也与Fenn等[44]利用统计学方法绘制的MDS图像特征吻合，但遗憾的是该现象目尚未获得合理解释。现已收集的年龄谱数据显示，末次冰期以来L1黄土的物源存在空间差异性。但由于数据有限，空间差异性的特征对比还有待深入。

3 轨道时间尺度上物源是否发生变化?

风尘沉积物在冰期-间冰期的堆积变化可直接反映季风风场的情况。针对轨道尺度的物源是否变化问题，同样存在争论。有学者认为黄土物源可能由于受到冰期-间冰期之间地面风向和强度变化的影响而产生规律性的周期变化[45-47]。有学者主要以矿物学、地化特征和Sr-Nd同位素特征在冰期-间



注：地图中六盘山西侧绿色虚线是Stevens等[35]提出CLP可能的东西分界线。L1、T2分别为末期冰期黄土和黄河第二级阶地；*n*为锆石颗粒数。下同。

图1 末次冰期L1黄土和0.1 Ma黄河T2级阶地锆石U-Pb年龄谱

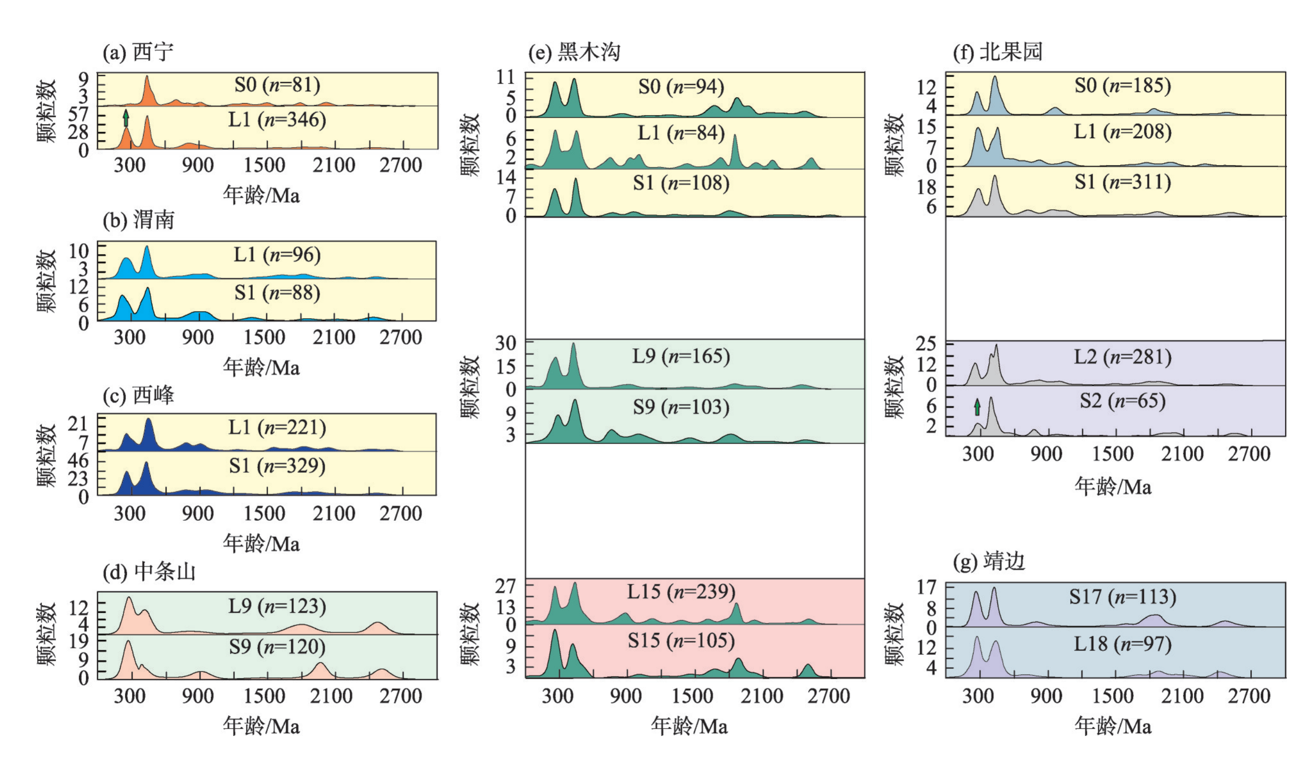
Fig. 1 Zircon U-Pb age spectrum of L1 loess and 0.1 Ma Yellow River Terrace T2 in the last glacial period

冰期时间尺度内保持相对稳定作为证据，认为物源在轨道尺度未发生变化[48-51]。

U-Pb锆石年代学方法对此问题也展开了讨论。其中，部分学者支持第四纪冰期与现代间冰期之间物源发生了变化[36,38]。但值得注意的是黑木沟的采样层位分别是L33，L15，L9和L1[36]。地层年代跨越较大，且缺少间冰期古土壤的信息。据此得出源区在冰期-间冰期之间存在变化的论据可能并不充分。也有学者把年龄谱的变化归因为样品“抽样效应”的结果，支持物源并没有发生根本改变的观点。Fenn等[44]在北果园采用高分辨率采样，在L1和S1层位采集样品11个，黄土和古土壤单元之间年龄谱非常相似，据此得出轨道时间尺度物源未发生变化的结论，认为次峰的差异是人为统计分组导致的。Che等[39]提出，黄土层和古土壤层峰谱分布的细微差异很可能是由“样本量不足”而产生的统计不确定性，并非代表物源发生大规模的转移。Bird等[40]认为冰期-间冰期的差异性可能由古气候环境变化控制，但这些变化都不足以构成物源区从根本上的发生改变。这一观点也得到了黄土-古土壤层重矿物组合未有显著差异的证实[52]。

为了厘清这个问题，我们收集了连续层位上黄土-古土壤数据[35-36,38-39,40,53]。现有的锆石U-Pb年龄谱显示(图2)：除西宁L1—S0段(图2a绿色箭头)和北果园S2—L2段(图2f绿色箭头)第一主峰形态变化较大外，其他地区年龄谱两主峰形态上略有变化，但并未发生根本改变。西宁L1—S0段第一主峰在S0阶段几乎消失(图2a)，北果园S2—L2第一主峰增大(图2f)。渭南和西峰S1—L1段年龄谱整体没有发生显著变化。中条山第二主峰在S9—L9段增大，在600~2700 Ma年龄段次峰分布上略有差异。黑木沟年龄谱两主峰形态未发生根本改变，仅在600~2700 Ma年龄段的次峰变化较大。其中，S1—L1—S0段次峰整体变化较大；S9—L9段次峰段呈减少趋势；S15—L15段次峰(600~1500 Ma)呈增加趋势。北果园各阶段主峰分布趋势未发生根本改变。在S2—L2段第一主峰变化较明显；S1—L1—S0段，第一主峰先增强后减弱。靖边剖面在L18—S17段两主峰变化不大，次峰(1500~2700 Ma)有增长。

有研究指出，样本抽样空间的大小对年龄谱分布特征有影响，统计数量过少可能无法反映年龄谱



注：L为冰期形成的黄土；S为间冰期形成的古土壤；L和S后数字为层位数。下同。年龄谱背景不同颜色用于区分不同层位连续的黄土-古土壤地层。

图2 冰期-间冰期锆石U-Pb年龄谱

Fig. 2 Zircon U-Pb age spectrum of glacial-interglacial period

中各年龄组分的真实丰度[54]。Vermeesch[55]提到117颗锆石颗粒数量有95%的概率识别年龄谱中的每一个年龄组分。显然，主峰变化较大的西宁和北果园样本数量明显偏小，西宁S0(n=81)，北果园S2(n=65)。此外，西宁S0地层(图2a)受到人类活动的干扰，可能也会对结果产生影响。那么，这两地样品表现出的主峰变化究竟是代表了冰期-间冰期黄土物源发生变化或仅是由于抽样数据量而造成的个体差异？为此，我们进一步分区域归类统计，目的是确保样本数据集足够大(n≈1000)来降低统计不确定性的影响[54]。同时也避免产生Fenn等[44]所担心的“将各地区数据集合的方法可能会掩盖了研究区更为详细的空间非均质性信息”问题。将现有数据集划分成以靖边、北果园、曹岘、西宁一组和以西峰、灵台、黑木沟、渭南一组的2个较大单元(图3)。

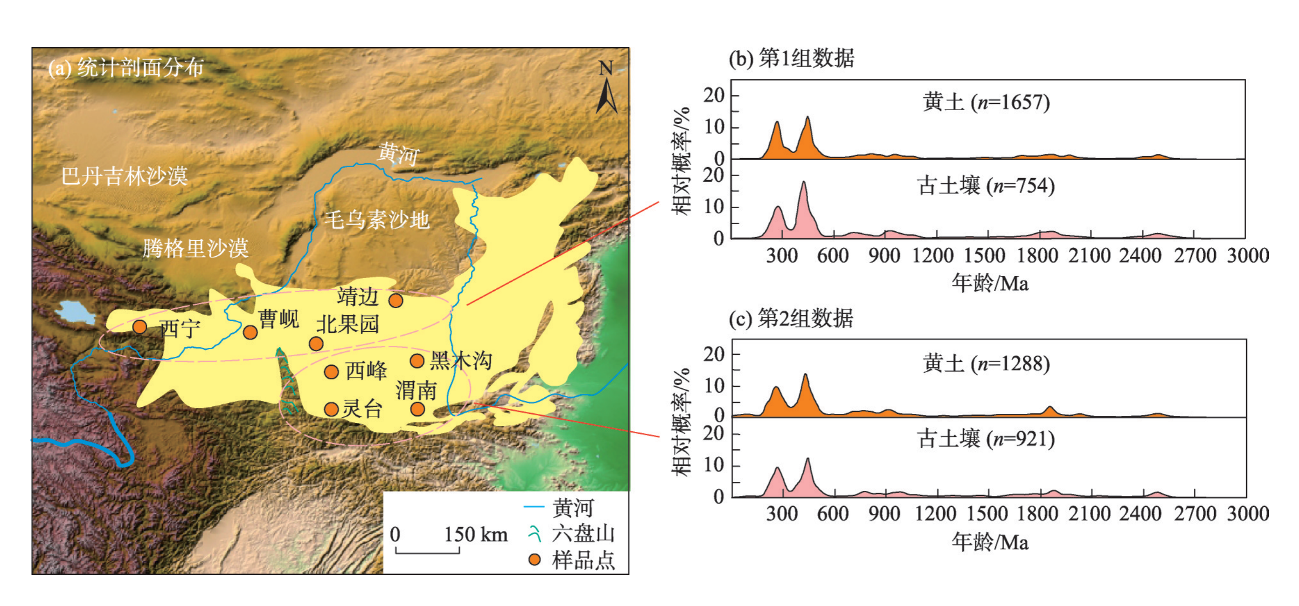
这2个单元中黄土-古土壤样品具有比较相似的锆石U-Pb年龄分布特征，主峰年龄段集中在200~350 Ma和350~550 Ma两段，在700~1100 Ma，1700~2000 Ma和2200~2600 Ma等年龄阶段存在一些次峰。两组数据代表的黄土锆石年龄谱在主次峰形态上都表现出很好的一致性，第2组数据表现的黄土和古土壤样品的年龄谱分布无明显差异(图3c)。第1组数据中2主峰，第1个主峰古土壤样品比黄土样品占比稍低，第2主峰古土壤数据比黄土数据占比高(图3b)。造成这一差异的原因也有可能是由“抽样效应”导致的。因为相比其他数据集样本量，只有这组古土壤数据集仅有754颗锆石颗粒，未达到区域数据集1000颗左右，可能存在与真实年龄谱不一致的小概率事件。当然，也不能完全排除西宁和北果园的黄土和古土壤确实存在物源差异。结合图2和图3，冰期-间冰期年龄谱并未表现根本性变化，目前的统计数据支持在轨道尺度上黄土物源未发生重大改变的观点。

4 构造尺度上黄土锆石年龄谱的对比

研究构造时间尺度内黄土及其下伏红黏土的物源问题，有助于了解亚洲内陆干旱化的历史和形成机制。构造时间尺度常以100 ka周期作为标尺(1.2 Ma以后的记录包括100 ka和40 ka 2个周期)。在构造时间尺度上，物源是否发生过重大转移，变化发生的时段和驱动机制背景是研究的重点。构造尺度统计剖面点见图4。

4.1 不同剖面记录的第四纪时期锆石年龄谱对比

图5中，虽然中条山和黑木沟只有4个样品，但L9和L15样品年龄谱与底层和上(表)层样品存在明显区别。靖边样品L18层位分布于350~600 Ma的第二主峰明显高于其他3个层位的样品，因此也可划分为3个时段，分别是：L18(1.4 Ma)、L16—L8(1.3~0.8 Ma)和L3(0.3 Ma)。灵台L2、L3和L4层位样品整体年龄谱形态较相似，年龄谱有别于L1和L5



注：(b) 第1组统计区域为西宁—曹岘—靖边—北果园；(c) 第2组统计区域为西峰—灵台—黑木沟—渭南。

图3 冰期-间冰期锆石U-Pb年龄谱分区域图

Fig. 3 Zircon U-Pb age spectrum subregional map during glacial-interglacial period

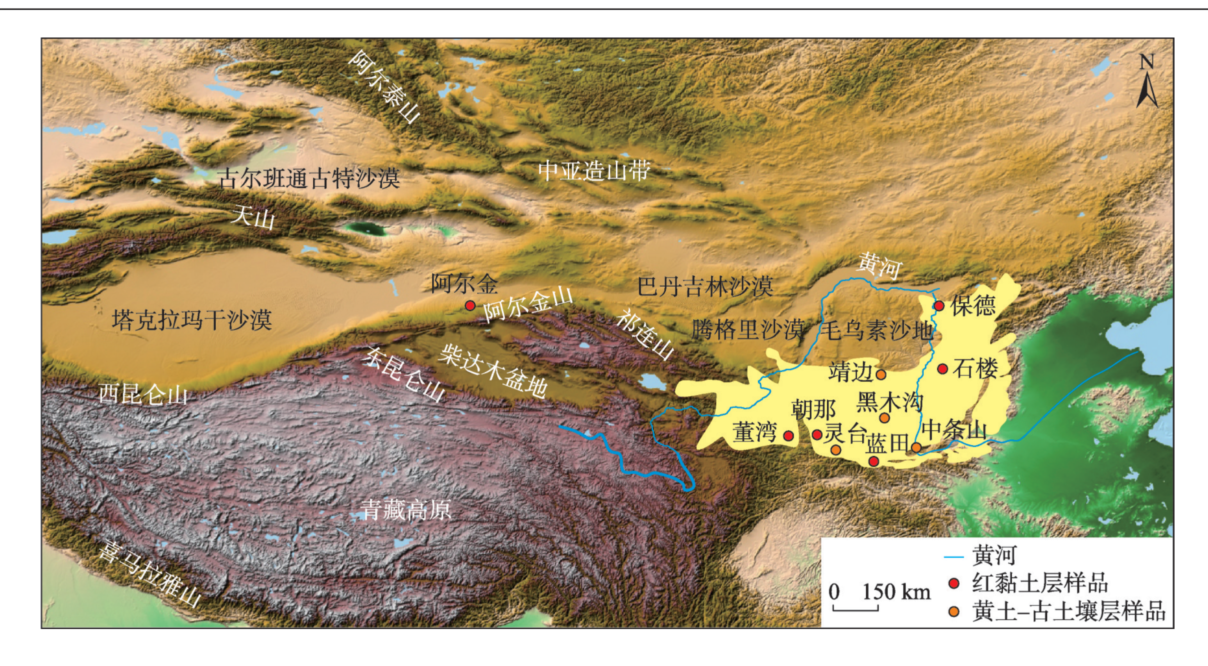


图4 构造时间尺度统计剖面分布

Fig. 4 Tectonic time-scale statistical profile distribution

注：LGM为末次冰盛期；T后数字为阶地数。颜色条带标识出年龄谱形态发生变化的时段。下同。

图5 第四纪时期不同层位黄土和黄河阶地锆石U-Pb年龄谱[36,40–42,56]

Fig. 5 Zircon U-Pb age spectrum of loess and Yellow River terrace sandstone from different horizons in Quaternary

层位。兰州黄河阶地年龄谱也可大致划分为3个时段，分别是：T9和T8(1.7~1.5 Ma)一组，T7、T6、T5和T4(1.2~0.9 Ma)一组，T2(0.1 Ma)一组。与其他剖面普遍拥有的两主峰形态不同的是，蓝田剖面在0~600 Ma年龄段有多峰分布。特别是红黏土和黄土层分界线(2.8~2.5 Ma)可明显看出差异性，2.8 Ma及以下层位普遍拥有分布于130~160 Ma的一个高峰，而黄土层没有，该年龄段锆石的分布代表了北秦岭作为物源区的证据。Zhang等[42]把黄土层大致划分成4个时段，分别是：2.5~1.4 Ma、1.2~0.9 Ma、0.8~0.09 Ma和末次冰盛期0.02 Ma以来，认为在2.5 Ma，1.2 Ma，0.9 Ma和0.02 Ma附近发生了物源的改变。蓝田剖面采样层位较丰富，我们也注意到了年龄谱发生在2.1 Ma和0.6 Ma附近主峰形态的突然改变，但是由于缺乏邻近区域相似层位黄土年龄谱信息的有效对比，无法展开进一步讨论。

从变化时段上可看出，近地表和较年轻地层(中条山S0、灵台0.06 Ma和蓝田0.02 Ma)年龄谱均发生不同程度的改变(图5a、5d、5f)。中间地层中，中条山、黑木沟、靖边、兰州黄河阶地和蓝田均表现出大约1.2 Ma和0.9 Ma(对应地层L15—L9)附近年龄谱的变化(图5粉色条带)。较老地层中，中条山和蓝田在红黏土向黄土过渡时代年龄谱发生了非常明显变化(图5a、5f)，说明物源可能发生了较大规模的转移。这与前人用Sr-Nd同位素方法获得的结果较为一致[57]。总的来说，虽然不同地区年龄谱两主峰形态不同，但是年龄谱发生变化的时段重叠性较高。这可能意味着，虽然黄土主要源区普遍存在空间差异，但是发生变化的时段较为一致(2.6 Ma，1.2 Ma和0.9 Ma)，这几个时间节点也与亚洲内陆干旱化加剧的时间点相匹配。

驱动黄土粉尘物源的变化因素通常从构造和/或气候2个方面入手。在气候方面，最近一次全球大规模降温发生在3.6~2.7 Ma附近，北极冰盖完全确立[58-59]；从1.2 Ma开始全球气候进一步变冷，两极冰盖进一步扩张，全球气候系统主导周期由41 ka转变为100 ka，人称中更新世革命(MPT)[60]。在构造方面，青藏高原新生代以来的阶段性隆升对亚洲内陆干旱区的形成、东亚季风系统的建立以及风成沉积的产生有着显著的影响[2,8,61-64]。结合青藏高原在第四纪时期的"幕式隆升"背景，以上地区黄土剖面的变化时段与青藏高原"昆黄运动"(1.2~0.6 Ma)和"共和运动"(0.15 Ma~至今)匹配度良好[64]。然而，由于目前累积的数据量过小，极大的阻碍了对黄土地层蕴含信息的充分解读。

4.2 多剖面红黏土锆石年龄谱的对比

红黏土是第三纪晚期古气候变化的极好记录[65]，红黏土的成因历史也一直是研究热点问题[66-67]。目前，U-Pb锆石年代学方法在红黏土研究中有几条可对比的剖面(图4红点)。Nie等[68]对甘肃朝那剖面4个层位锆石年龄谱把红黏土沉积划分为3个时段并识别出主要源区的差异：第一时段(8 Ma以前)来自六盘山和柴达木盆地；第二时段(4~5.5 Ma)主要来自塔克拉玛干沙漠；第三时段(3 Ma至今)主要来自祁连山和柴达木盆地。Pan等[69-70]对阿尔金红黏土和山西石楼红黏土进行对比，认为两地物源地和搬运动力源存在差异。阿尔金红黏土的物源地是塔克拉玛干沙漠，主导风力是西风环流；而石楼物源地是戈壁沙漠干旱区(西毛乌素沙地、准噶尔盆地和戈壁阿拉善沙漠)，主导风力是东亚冬季风。并且，由于受到吕梁山构造隆升的影响，上部红黏土(3.4 Ma)物源地发生了转移，粉尘堆积物可能混合了近端的吕梁山和黄河搬运的碎屑物质(图6)。Shang等[71]对山西保德、陕西蓝田和甘肃董湾红黏土剖面进行锆石U-Pb年龄谱对比。提出主要物源的不同和潜在搬运动力的差异，蓝田和董湾主要物源区是青藏高原东北缘(NTP)和塔克拉玛干沙漠，而保德主要物源区是北部中亚造山带(CAOB)，与之对应的搬运动力是西风(东亚冬季风中的低空西风)和西北风。

由图6所示，阿尔金(10.2 Ma层位)样品表现为分布在360~600 Ma的1个主峰，峰形在逐渐发生变化，表现为分布在180~300 Ma时段小峰的增长和360~600 Ma时段高峰的降低。保德年龄谱可划分3个时期，特别是分布于120~600 Ma的2个主峰形态在6.91 Ma和3.5 Ma层位发生突然变化，可能表明主要物源发生了较大的改变。虽然中间层位样品在由老到新地层显示第2主峰先变小后变大的趋势，但整体2主峰形态还保持前峰高后峰低的形态。朝那年龄谱主要表现为分布于180~360 Ma的小峰突然的增加，至3 Ma层位处几乎消失。石楼样品以单主峰形态为主，该主峰年龄集中在300 Ma附近，只有在6.4 Ma层位表现出明显的2个主峰形态。此外，样品年龄谱普遍在较老年龄段出现2个较集中

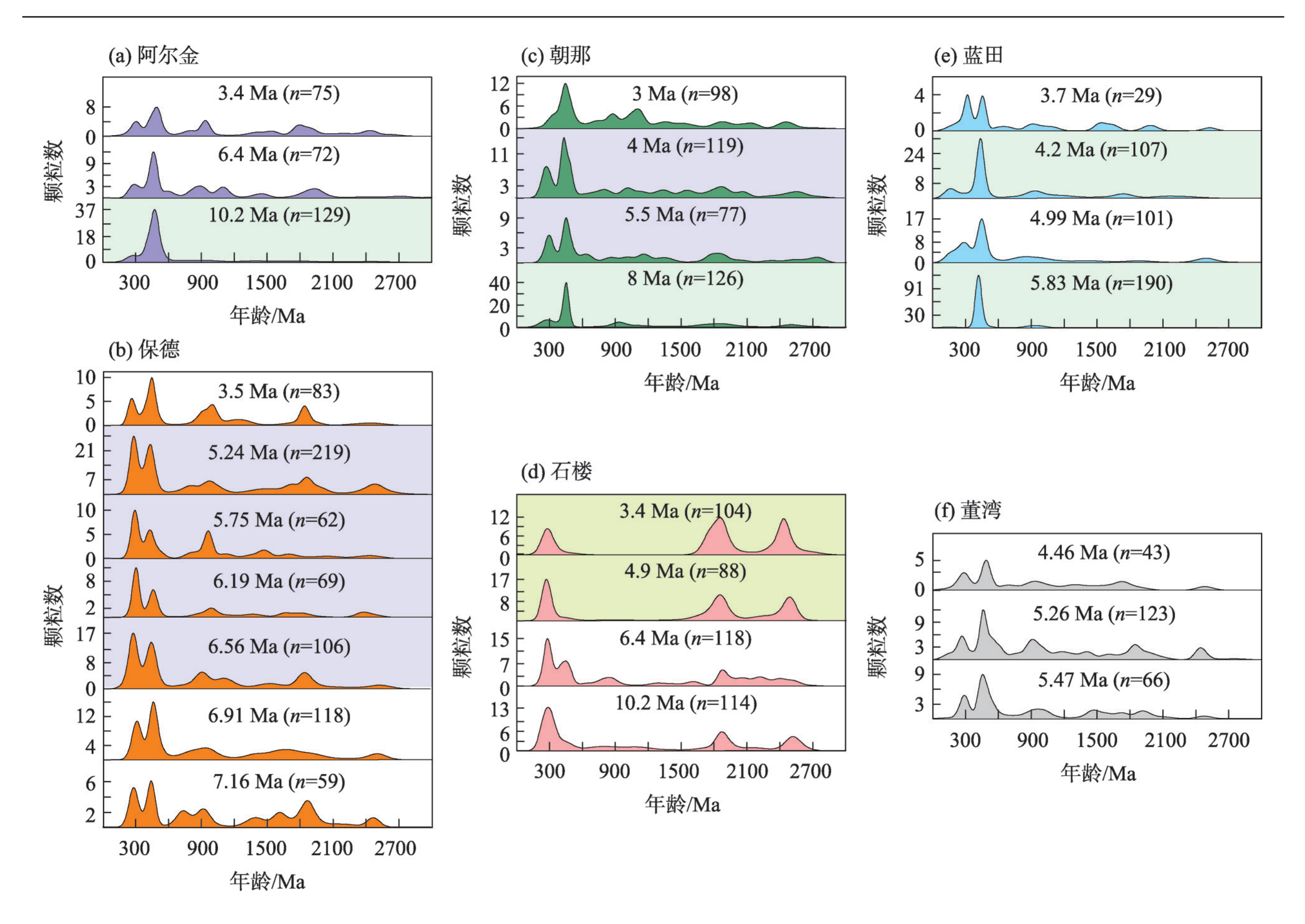


图6 不同层位红黏土锆石U-Pb年龄谱

Fig. 6 Zircon U-Pb age spectrum of red clay from different horizons

的峰，1个峰分布在1600~2000 Ma附近，另1个峰分布在2400~2700 Ma附近。蓝田年龄谱也主要表现为0~360 Ma段的变化，由5.83 Ma层位样品在该时段几乎没有锆石分布到突然出现1个小峰(4.99 Ma层位)，该峰在4.2 Ma层位降低，又在3.7 Ma层位样品处增大成为1个独立主峰。董湾3个样品年龄谱的2主峰形态相似(前峰低后峰高)，仅有细微差异，表明物源在5.47~4.46 Ma期间可能未发生根本变化。

我们也注意到，保德和石楼虽然同属山西省，可两地年龄谱存在明显差异。保德年龄谱一直保持双主峰特征，只是峰形在不同时期发生变化；而石楼通常表现为单峰形态(0~600 Ma)。造成差异的原因可能是主要物源区的不同。保德毗邻现代黄河，可能更容易接收来自黄河及周边水系携带的碎屑物质。而石楼更靠近华北克拉通，年龄谱中携带的较古老锆石年龄印记可能说明华北克拉通对它的物源贡献。综上，很可能在红黏土沉积时期黄土高原就广泛存在空间上的物源差异。

5 展 望

(1) 运用多手段相结合的方法进行黄土物源示踪工作。单颗粒锆石年龄谱法的锆石粒径存有局限(目前仪器的最小激光光束直径为24 μm)，这意味着年龄谱缺失<24 μm颗粒信息，而多示踪方法的运用可以作为有效补充。常用的配合方法有锆石图像识别、重矿物组合特征和Sr-Nd同位素等。

(2) 到目前为止，应用单颗粒锆石年龄谱法在黄土高原不同地区L1层识别出粉尘物源区可能存在空间差异。黄土并非来自单一源区，普遍表现来自多源区粉尘物质混合的特征，然而空间差异性的特征还有待进一步研究。

(3) 有必要广泛开展多地区多层位黄土剖面工作。特别是还很缺乏长时间尺度具有高分辨率剖面的数据。建立多个典型地区连续长序列剖面，可运用综合对比的方法还原黄土沉积环境的时空演化历史。

(4) 与黄土有物源联系的广大沙漠还有不少地

区缺乏明确的年代学证据。一旦沙漠建立有效的年龄框架，可实现沙漠和黄土在长时间尺度框架内的对比研究。

参考文献(References)

[1] An Z S, Kukla G J, Porter S C, et al. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130000 years[J]. Quaternary Research, 1991, 36(1): 29–36.

[2] An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since Late Miocene times[J]. Nature, 2001, 411(6833): 62–66.

[3] Ding Z L, Yu Z Y, Rutter N W, et al. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits[J]. Quaternary Science Reviews, 1994, 13(1): 39–70.

[4] Ding Z L, Rutter N W, Sun J M, et al. Re-arrangement of atmospheric circulation at about 2.6 Ma over northern China: Evidence from grain size records of loess-palaeosol and red clay sequences[J]. Quaternary Science Reviews, 2000, 19(6): 547–558.

[5] Lu H Y, Sun D H. Pathways of dust input to the Chinese Loess Plateau during the last glacial and interglacial periods[J]. Catena, 2000, 40(3): 251–261.

[6] 刘东生. 黄土与环境[M]. 北京: 海洋出版社, 1985: 31–48. [Liu Dongsheng. Loess and the environment[M]. Beijing: China Ocean Press, 1985: 31–48.]

[7] An Z S, Liu D T, Lu H Y, et al. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China[J]. Quaternary International, 1990, 7–8: 91–95.

[8] 郭正堂, 彭淑贞, 郝青振, 等. 晚第三纪中国西北干旱化的发展及其与北极冰盖形成演化和青藏高原隆升的关系[J]. 第四纪研究, 1999, 19(6): 556–567. [Guo Zhengtang, Peng Shuzhen, Hao Qingzhen, et al. Late Tertiary development of aridification in northwestern China: Link with the Arctic ice-sheet formation and Tibetan uplifts[J]. Quaternary Sciences, 1999, 19(6): 556–567.]

[9] 安芷生, 孙东怀, 陈明扬, 等. 黄土高原红粘土序列与晚第三纪的气候事件[J]. 第四纪研究, 2000, 20(5): 435–446. [An Zhisheng, Sun Donghuai, Chen Mingyang, et al. Red clay sequences in Chinese Loess Plateau and recorded paleoclimate events of the Late Tertiary[J]. Quaternary Sciences, 2000, 20(5): 435–446.]

[10] Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China[J]. Nature, 2002, 416(6877): 159–163.

[11] Ding Z L, Derbyshire E, Yang S L, et al. Stepwise expansion of desert environment across northern China in the past 3.5 Ma and implications for monsoon evolution[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 237(1–2): 45–55.

[12] Rea D K, Snoeckx H, Joseph L H. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere[J]. Paleoceanography, 1998, 13(3): 215–224.

[13] Pettke T, Halliday A N, Rea D K. Cenozoic evolution of Asian climate and sources of Pacific seawater Pb and Nd derived from eolian dust of sediment core LL44-GPC3[J]. Paleoceanography and Paleoclimatology, 2002, 17(3): 1031, doi: 10.1029/2001PA000673.

[14] Gehrels G, Kapp P, DeCelles P, et al. Detrital zircon geochronology of pre-Tertiary strata in the Tibetan-Himalayan orogen[J]. Tectonics, 2011, 30(5): TC5016, doi: 10.1029/2011tc002868.

[15] Sun D H, Bloemendal J, Rea D K, et al. Grain size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components [J]. Sedimentary Geology, 2002, 152(3–4): 263–277.

[16] Li G J, Chen J, Chen Y, et al. Dolomite as a tracer for the source regions of Asian dust[J]. Journal of Geophysical Research, 2007, 112(D17): D17201, doi: 10.1029/2007jd008676.

[17] Meng X, Liu L, Zhao W, et al. Distant Taklimakan Desert as an important source of aeoliandeposits on the Chinese Loess Plateau as evidenced by carbonate minerals[J]. Geophysical Research Letters, 2019, 46(9): 4854–4862.

[18] Jeong G Y, Lee K S. A mineral tracer toward high-resolution dust provenance on the Chinese Loess Plateau: SEM, TEM, and sulfur isotopes of sulfate inclusions in biotite[J]. American Mineralogis, 2010, 95(1): 64–72.

[19] Lü T Y, Sun J M. Luminescence sensitivities of quartz grains from eolian deposits in northern China and their implications for provenance[J]. Quaternary Research, 2011, 76(2): 181–189.

[20] Lü T Y, Sun J M, Feathers J K, et al. Spatiotemporal variations and implications of luminescence sensitivity of quartz grains on the Chinese Loess Plateau since the last interglaciation[J]. Quaternary Research, 2020, 99: 10–14.

[21] Sun J M. Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 203(3–4): 845–859.

[22] Liu, C Q, Masuda A, Okada A, et al. Isotope geochemistry of Quaternary deposits from the arid lands in northern China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1994, 127(1–4): 25–38.

[23] Rao W B, Yang J D, Chen J, et al. Sr-Nd isotope geochemistry of eolian dust of the arid-semiarid areas in China: Implications for loess provenance and monsoon evolution[J]. Science Bulletin, 2006, 51(12): 1401–1412.

[24] Chen J, Li G J, Yang J D, et al. Nd and Sr isotopic characteristics of Chinese deserts: Implications for the provenances of Asian dust [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2007, 71(15): 3904–3914.

[25] Ferrat M, Weiss D J, Strekopytov S, et al. Improved provenance tracing of Asian dust sources using rare earth elements and selected trace elements for palaeomonsoon studies on the eastern Tibetan Plateau[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2011, 75(21): 6374–6399.

[26] Shi Z G, Liu X D. Distinguishing the provenance of fine-grained eolian dust over the Chinese Loess Plateau from a modelling per-

spective[J]. Tellus B, 2011, 63(5): 959–970.

[27] Zhang X Y, Gong S L, Zhao T L, et al. Sources of Asian dust and role of climate change versus desertification Asian dust emission [J]. Geophysical Research Letters, 2003, 30(24): doi: 10.1029/2003GL018206.

[28] 张小曳. 有关中国黄土高原黄土物质的源区及其输送方式的再评述[J]. 第四纪研究, 2007, 27(2): 181–186. [Zhang Xiaoye. Review on sources and transport of loess materials on the Chinese Loess Plateau[J]. Quaternary Sciences, 2007, 27(2): 181–186.]

[29] Li Y R, Shi W H, Aydin A, et al. Loess genesis and worldwide distribution[J]. Earth-Science Reviews, 2019, 201: 102947, doi: 10.1016/j.earscirev.2019.102947.

[30] Wang F, Sun D H, Chen F H, et al. Formation and evolution of the Badain Jaran Desert, north China, as revealed by a drill core from the desert centre and by geological survey[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2015, 426: 139–158.

[31] Fan Y X, Mou X S, Wang Y D, et al. Quaternary paleoenvironmental evolution of the Tengger Desert and its implications for the provenance of the loess of the Chinese Loess Plateau[J]. Quaternary Science Reviews, 2018, 197: 21–34.

[32] Zheng H B, Wei X C, Tada R, et al. Late Oligocene-early Miocene birth of the Taklimakan Desert[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2015, 112(25): 7662–7667.

[33] Rittner M, Vermeesch P, Carter A, et al. The provenance of Taklamakan Desert sand[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2016, 437: 127–137.

[34] Stevens T, Palk C, Carter A, et al. Assessing the provenance of loess and desert sediments in northern China using U-Pb dating and morphology of detrital zircons[J]. Geological Society of America Bulletin, 2010, 122(7–8): 1331–1344.

[35] Stevens T, Carter A, Watson T P, et al. Genetic linkage between the Yellow River, the Mu Us Desert and the Chinese Loess Plateau [J]. Quaternary Science Reviews, 2013, 78(19): 355–368.

[36] Pullen A, Kapp P, Mccallister A T, et al. Qaidam Basin and northern Tibetan Plateau as dust sources for the Chinese Loess Plateau and paleoclimatic implications[J]. Geology, 2011, 39(11): 1031–1034.

[37] Fan Y X, Li Z J, Wang F, et al. Provenance variations of the Tengger Desert since 2.35 Ma and its linkage with the northern Tibetan Plateau: Evidence from U-Pb age spectra of detrital zircons[J]. Quaternary Science Reviews, 2019, 223: 105916, doi: 10.1016/j.quascirev.2019.105916.

[38] Xiao G Q, Zong K Q, Li G J, et al. Spatial and glacial-interglacial variations in provenance of the Chinese Loess Plateau[J]. Geophysical Research Letters, 2012, 39(20): L20715, doi: 10.1029/2012GL053304.

[39] Che X D, Li G J. Binary sources of loess on the Chinese Loess Plateau revealed by U-Pb ages of zircon[J]. Quaternary Research, 2013, 80(3): 545–551.

[40] Bird A, Stevens T, Rittner M, et al. Quaternary dust source variation across the Chinese Loess Plateau[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2015, 435: 254–264.

[41] Nie J S, Stevens T, Rittner M, et al. Loess Plateau storage of northeastern Tibetan Plateau-derived Yellow River sediment[J]. Nature Communications, 2015, 6(1): 8511, doi: 10.1038/ncomms9511.

[42] Zhang H Z, Lu H Y, Stevens T, et al. Expansion of dust provenance and aridification of Asia since ~7.2 Ma revealed by detrital zircon U-Pb dating[J]. Geophysical Research Letters, 2018, 45(24): 13437–13448.

[43] 马榕, 张婉莹, 何梦颖. 基于碎屑锆石U-Pb年龄对黄土高原黄土的空间物源差异分析[J]. 海洋地质前沿, 2019, 35(1): 35–42. [Ma Rong, Zhang Wanying, He Mengying. Spatial provenance difference of the loess on Loess Plateau based on detrital zircons U-Pb ages[J]. Marine Geology Frontiers, 2019, 35(1): 35–42.]

[44] Fenn K, Stevens T, Bird A, et al. Insights into the provenance of the Chinese Loess Plateau from joint zircon U-Pb and garnet geochemical analysis of last glacial loess[J]. Quaternary Research: An Interdisciplinary Journal, 2017, 89(3): 645–659.

[45] Zhang X Y, Arimoto R, An Z S. Dust emission from Chinese desert sources linked to variations in atmospheric circulation[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 1997, 102(D23): 28041–28047.

[46] Sun Y B, Tada R, Chen J, et al. Tracing the provenance of fine-grained dust deposited on the central Chinese loess plateau[J]. Geophysical Research Letters, 2008, 35(1): L01804, doi: 10.1029/2007gl031672.

[47] 孙博亚, 张云翔, 弓虎军, 等. 洛川黄土碎屑锆石的粒度特征及其古气候意义[J]. 西北大学学报: 自然科学版, 2011, 41(1): 119–126. [Sun Boya, Zhang Yunxiang, Gong Hujun, et al. The grain size of the detrital zircon of Luochuan and its paleoclimate implication[J]. Journal of Northwest University: Natural Science Edition, 2011, 41(1): 119–126.]

[48] Gallet S, Jahn B, Torii M. Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications[J]. Chemical Geology, 1996, 133(1–4): 67–88.

[49] Jahn B M, Gallet S, Han J M. Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian sections, Loess Plateau of China: Eolian dust provenance and paleosol evolution during the last 140 ka[J]. Chemical Geology, 2001, 178(1–4): 71–94.

[50] 杨杰东, 陈骏, 张兆峰, 等. 距今7 Ma以来甘肃灵台剖面Nd和Sr同位素特征[J]. 地球化学, 2005, 34(1): 1–6. [Yang Jiedong, Chen Jun, Zhang Zhaofeng, et al. Variations in $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ of Lingtai profile over the past 7 Ma[J]. Geochimica, 2005, 34(1): 1–6.]

[51] Jeong G Y, Hillier S, Kemp R A. Changes in mineralogy of loess-paleosol sections across the Chinese Loess Plateau[J]. Quaternary Research, 2011, 75(1): 245–255.

[52] Nie J S, Peng W B. Automated SEM-EDS heavy mineral analysis reveals no provenance shift between glacial loess and interglacial

paleosol on the Chinese Loess Plateau[J]. Aeolian Research, 2014, 13: 71−75.

[53] Licht A, Pullen A, Kapp P, et al. Eolian cannibalism: Reworked loess and fluvial sediment as the main sources of the Chinese Loess Plateau[J]. Geological Society of America Bulletin, 2016, 128(5−6): B31375.1, doi: 10.1130/B31375.1.

[54] Pullen A, Ibáñez-Mejía M, Gehrels G E, et al. What happens when n=1000? Creating large-n geochronological datasets with LA-ICP-MS for geologic investigations[J]. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 2014, 29(6): 971−980.

[55] Vermeesch P. How many grains are needed for a provenance study?[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 224(3−4): 441−451.

[56] Xiong J G, Zhang H P, Zhao X D, et al. Origin of the youngest Cenozoic aeolian deposits in the southeastern Chinese Loess Plateau [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2020, 561, doi: 10.1016/j.palaeo.2020.110080.

[57] Sun J M. Nd and Sr isotopic variations in Chinese eolian deposits during the past 8 Ma: Implications for provenance change[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 240(2): 454−466.

[58] Alley R B, Andrews J T, Brigham-Grette J, et al. History of the Greenland Ice Sheet: Paleoclimatic insights[J]. Quaternary Science Reviews, 2010, 29(15−16): 1728−1756.

[59] Polyak L, Alley R B, Andrews J T, et al. History of sea ice in the Arctic[J]. Quaternary Science Reviews, 2010, 29(15−16): 1757−1778.

[60] Raymo M E, Huybers P. Unlocking the mysteries of the ice ages [J]. Nature, 2008, 451(7176): 284−285.

[61] Guo Z T, Sun B, Zhang Z S, et al. A major reorganization of Asian climate regime by the Early Miocene[J]. Climate of the Past, 2008, 4(3): 153−174.

[62] Li J J, Fang X M, Van der Voo R, et al. Magnetostratigraphic dating of river terraces: Rapid and intermittent incision by the Yellow River of the northeastern margin of the Tibetan Plateau during the Quaternary[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 1997, 102(B5): 10121−10132.

[63] Li J J, Fang X M, Van der Voo R, et al. Late Cenozoic magnetostratigraphy (11−0 Ma) of the Dongshanding and Wangjiashan sections in the Longzhong Basin, western China[J]. Geologie En Mijnbouw, 1997, 76(1−2): 121−134.

[64] Li J J, Fang X M, Song C H, et al. Late Miocene-Quaternary rapid stepwise uplift of the NE Tibetan Plateau and its effects on climatic and environmental changes[J]. Quaternary Research, 2014, 81 (3): 400−423.

[65] Lu H Y, Vandenberghe J, An Z S. Aeolian origin and palaeoclimatic implications of the ‘red clay’ (north China) as evidenced by grain-size distribution[J]. Journal of Quaternary Science, 2001, 16 (1): 89−97.

[66] Ding Z L, Sun J M, Yang S L, et al. Preliminary magnetostratigraphy of a thick eolian red clay-loess sequence at Lingtai, the Chinese Loess Plateau[J]. Geophysical Research Letters, 1998, 25(8): 1225−1228.

[67] Ding Z L, Sun J M, Liu T S, et al. Wind-blown origin of the Pliocene red clay formation in the central Loess Plateau, China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1998, 161(1−4): 135−143.

[68] Nie J S, Peng W B, Moller A, et al. Provenance of the upper Miocene-Pliocene red clay deposits of the Chinese Loess Plateau[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2014, 407: 35−47.

[69] Pan F, Li J X, Xu Y, et al. Provenance of Neogene eolian red clay in the Altun region of western China: Insights from U-Pb detrital zircon age data[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2016, 459: 488−494.

[70] Pan F, Li J X, Xu Y, et al. Uplift of the Lyuliang Mountains at ca. 5.7 Ma: Insights from provenance of the Neogene eolian red clay of the eastern Chinese Loess Plateau[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2018, 502: 63−73.

[71] Shang Y, Beets C J, Tang H, et al. Variations in the provenance of the Late Neogene red clay deposits in northern China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2016, 439: 88−100.

Understanding and prospects of provenance and time-spatial differences in the Loess Plateau based on detrital zircon chronology

NIU Yanning[1,2], QI Lin[3,4], QIAO Yansong[3,4]

(1. College of Civil Eengineering, Lanzhou University of Technology, Lanzhou 730050, Gansu, China; 2. School of Earth Sciences and Mineral Resources, Lanzhou University, Lanzhou 730000, Gansu, China; 3. Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China; 4. Key Laboratory of Neotectonic Movement and Geohazard, Beijing 100081, China)

Abstract: The Loess Plateau of China preserves the most widely distributed, thickest, and continuous aeolian dust deposits in the world. It is a valuable geological archive of continental paleoclimate and paleoenvironment in the Quaternary. For more than half a century, several studies have been conducted on the climate records of aeolian dust deposition and the genesis of the Loess Plateau. However, studies have yet to determine the exact source of loess dust and verify whether a temporal-spatial change occurred in the provenance history. In this study, existing zircon age spectral data are statistically analyzed to explore the genetic relationship of loess and the surrounding desert with orbital and tectonic age scales. Results reveal the following: (1) the application of zircon U-Pb age spectral method based on the obtained exact chronological information of deserts in northern arid regions may clarify the provenance relationship between loess and aeolian sand. (2) available data indicate that the provenance of L1 loess may be spatially different. (3) confirmation that the provenance of loess in the glacial-interglacial period has not changed significantly. (4) On the tectonic timescale, the age spectra of different regions indicate that the periods of possible provenance transfer have an obvious overlap. (5) The limited age spectral data of red clays suggest that spatial differences in provenance probably existed before the Quaternary. However, current data are limited; thus, further related studies should be conducted. Using this method, the history of changes in loess provenance may be explored on a continuous long-term scale, and data sets may be obtained and used for future provenance comparisons of multiple locations and profiles in the Loess Plateau.

Key words: detrital zircon U-Pb dating; source tracing; time and space differences; Loess Plateau